

防災科学技術研究所の大気海洋結合モデルの特徴

著者	飯塚 聡, 松浦 知徳, 千葉 長, 杉 正人
雑誌名	防災科学技術研究所 研究報告
巻	58
ページ	61-75
発行年	1998-03
URL	http://doi.org/10.24732/nied.00001089

防災科学技術研究所の大気海洋結合モデルの特徴

飯塚 聡*・松浦知徳**・千葉 長**・杉 正人***

Characteristics of a Coupled Ocean-atmosphere GCM at NIED

By

Satoshi IIZUKA*, Tomonori MATSUURA**, Masaru CHIBA**, Masato SUGI***

**Atmospheric and Hydrospheric Science Division,
National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan
Current Affiliation: Climate Variations Research program, Frontier Research
System for Global Change Institute for Global Change Research*

***Atmospheric and Hydrospheric Science Division,
National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan*

****Climate Research Department, Meteorological Research Institute, Japan*

Abstract

A 70-year integration was performed with a coupled ocean-atmosphere general circulation model developed at NIED. The atmospheric component is a JMA global spectrum model and the ocean component is a GFDL MOM. The model successfully simulates main climatological features although there are some systematic errors appeared in current state-of-the-art coupled GCM. The model also simulates ENSO-like phenomena with periods of about 3 years. The positions and magnitudes of sea surface temperature (SST) anomalies associated with the model ENSO are comparable with those of observations.

Decadal variations in SST over the mid-latitude of the North Pacific are seen in the coupled model. The variations also appeared in the vertical distributions of temperatures and salinities and in the strength of the Aleutian Low. These characteristics are similar to the observed decadal variations.

Key Words: Coupled ocean-atmosphere model, Climatology, ENSO, Decadal variability

1. はじめに

エル・ニーニョ・南方振動 (ENSO) 現象は、数年程度 (2~9 年) の間隔で、中部から東部太平洋赤道域の海面水温が上昇する現象である (Philander, 1990). エル・ニーニョが発生すると、世界各地に干ばつ、豪雨、冷夏、暖冬や台風、ハリケーン、サイクロンの発生海域や回数の

異常などがもたらされる。エル・ニーニョ現象は、熱帯域の大気と海洋が相互作用しながら発達する不安定モードであることがすでに明らかにされており (Philander *et al.*, 1984; Yamagata, 1985; Hirst, 1986), Cane *et al.* (1986), Zebiak and Cane (1987) は簡単な大気海洋結合モデルを用いてエル・ニーニョの予報に成功している。以後、多くの研究機関及び予報センターでは、エル・ニーニョに伴う中高緯度の天候不順の予測を行うために、より高精度な大気海洋結合モデルの開発が進められている (Lau *et al.*, 1992; Philander *et al.*, 1992; Nagai *et al.*, 1992; Latif *et al.*, 1993; Robertson *et al.*, 1995).

一方、北太平洋には十年程度の時間スケールの変動が

*防災科学技術研究所 気圏・水圏地球科学技術研究部
現在：地球フロンティア研究システム、気象変動予測
研究領域

**防災科学技術研究所 気圏・水圏地球科学技術研究部

***気象研究所 気候研究部

あることが報告されている (Tanimoto *et al.*, 1993). また, Kashiwabara (1987), Nitta and Yamada (1989), Trenberth (1990) は, 1976/77 年冬季に北太平洋全域で大きな気候レジームの遷移があったことを指摘しており, 対応する変動は海洋の内部構造にも見られる (Deser *et al.*, 1996). さらに, Yukimoto *et al.* (1996) は, 1976/77 年冬季に見られたような北太平洋の十年スケールの変動が大気海洋結合モデルにおいて再現されたことを報告している. Nitta and Yamada (1989) は, 太平洋熱帯域の海面水温の変動が, 大気を通じて北太平洋全域に十年スケールの変動を引き起こしていると結論づけている. 一方, Latif and Barnett (1994) も大気海洋結合モデルに現れた北太平洋における十年スケールの変動について報告しているが, 中緯度の気候海洋自身がそのような変動を作りだしている」と指摘している. また, 1988/89 年の急激な変化については, 中高緯度の気候自身によるものであるという考えもある (Kodera *et al.*, 1996; Kawamura *et al.*, 1997). このように北太平洋における十年スケールの変動の発生機構については, いくつかの考えが提唱されているものの現時点では明らかでない. 長期にわたる観測データが十分でない今日, 結合モデルは十年スケールのメカニズムを解明する上で有効な手段の一つであると言える.

防災科学技術研究所では, エル・ニーニョや北太平洋の十年スケールの変動などの気候変動が, 水害を引き起こす台風, 梅雨前線などの現象に, どのような影響を及ぼすのかを明らかにするために, 特別研究「全球水文過程における災害予測に関する研究」の中で, 大気海洋結合モデルの開発を平成3年度より進めてきた. 本報告書では, その準備として行った中規模程度の解像度を有する大気海洋結合モデルで再現された現時点での気候値, エル・ニーニョ及び北太平洋の十年程度の変動について報告する. また, 最後に現在開発を行っている高解像度大気海洋結合モデルの紹介を簡単に行う.

2. モデルの説明

2.1. 大気海洋結合モデル

大気海洋結合モデルの大気部分は, 気象庁で現業の予報モデルとして用いられていた全球スペクトル・モデル (GSM 8911) を, 長期積分を容易にするために低解像度 (T42 L21) に変更したものである (Sugi *et al.*, 1990; Sugi *et al.*, 1995). 水平分解能は約 280 km で, 鉛直には 21 層配置されている. 積雲対流パラメタリゼーションには Kuo (1974) のスキームを使用し, 背の低い積雲対流の効果は Tiedtke (1985) にしたがっている. 境界層過程には Mellor and Yamada (1974) の Level 2 の乱流スキームを, 地表面でのフラックスの計算には Louis *et al.* (1982) の式を用いている. また, 陸面過程には, 植生を考慮した SiB (Simple Biosphere) モデル (Sato *et al.*, 1989) を採用している. 尚, 大気モデルのパフォーマンスは, Sugi *et al.* (1995) に詳しく記されている.

海洋部分には, GFDL の海洋大循環モデル (MOM ver.

1-1) を用いている (Cox, 1984; Pacanowski *et al.*, 1990). モデル領域は, 80°N 以北の北極海を除く全球海洋である. モデルの水平分解能は東西 2.0°, 南北には赤道から 10°以内で 0.5°とし, 20°S, 20°N より極側では 2.0°, その間は可変格子にしている. 鉛直には 37 層で, 上層 400 m に 25 層配置している. 水平渦粘性係数は $1 \times 10^5 \text{ m}^2/\text{s}$, 水平渦拡散係数は $1 \times 10^3 \text{ m}^2/\text{s}$ である. 鉛直渦粘性, 渦拡散係数は, リチャードソン数に依存する式を用いて計算している (Pacanowski and Philander, 1981). 海洋への短波放射の透過については, Paulson and Simpson (1977) の式を, 不安定が生じた場合に行う対流調節には, Marotzke (1991) のスキームを使用している. また, モデルには海水過程が組み込まれていないため, 60°N, 60°S より極側での表層の水温, 塩分場は, Levitus (1982) の月平均気候値に緩和させる操作を行っている. 河川流出量は陸面モデルにおいて計算をしているが, 海洋への流入については考慮していない. 尚, 気候値のドリフト等を防ぐために行うフラックス修正の操作は行っていない.

2.2 結合方法

1988 年 4 月の JMA 客観解析データを与え, UKMO (MOHSST ver. 4, Bottomley *et al.*, 1990) で解析された海面水温の観測値を境界条件にして, 大気モデルを 1989 年 1 月 1 日まで積分したときに得られた状態を大気モデルの初期状態として用いた. 海洋モデルに関しては, 初期の水温, 塩分場には Levitus (1982) の年平均気候値を与え, 静止状態とした.

これらの状態から, まず大気モデルを一日走らせる. 次に, 大気モデルから得られた風応力, 熱フラックス, 淡水 (塩分) フラックスを日平均したもので, 海洋モデルを一日駆動する. その結果得られた日平均海面水温を境界条件として, 大気モデルを再び一日走らせる. 以後, これらの過程を繰り返しながら積分を実行していく. 大気モデルと海洋モデルの境界条件は互いに計算されるので, モデルの唯一の外力は太陽からの日射だけとなる. 図 1 は, 積分期間における赤道上の海面水温の時間変化を示したものである. 15 年目以降には初期のドリフトはなくなり, モデルの海面水温はほぼ平衡状態に達しているのが分かる. ここでは, 20 年目から 69 年目までの 50 年間の平均を気候値として定義し, 以下では, 気候値と経年変動について述べる.

3. モデル気候値

図 2 は, 3 月と 9 月における結合モデルと観測値の海面水温を示したものである. 結合モデルで再現された海面水温は, 全体的には絶対値, 空間パターン共に観測に近いものを再現していると言える. しかしながら, 30°S から 60°S にかけてのモデルの海面水温は, 冬半球の夏に気候値に比べて 2~6°C も高くなる (図 3). 黒潮が流れる北太平洋西岸, 湾流が流れる大西洋西岸付近にも, 北半球の夏に高温の歪みが見られる. これらの歪みは, 海洋モデルの分解能が粗いことや混合層, 渦拡散過程が不十

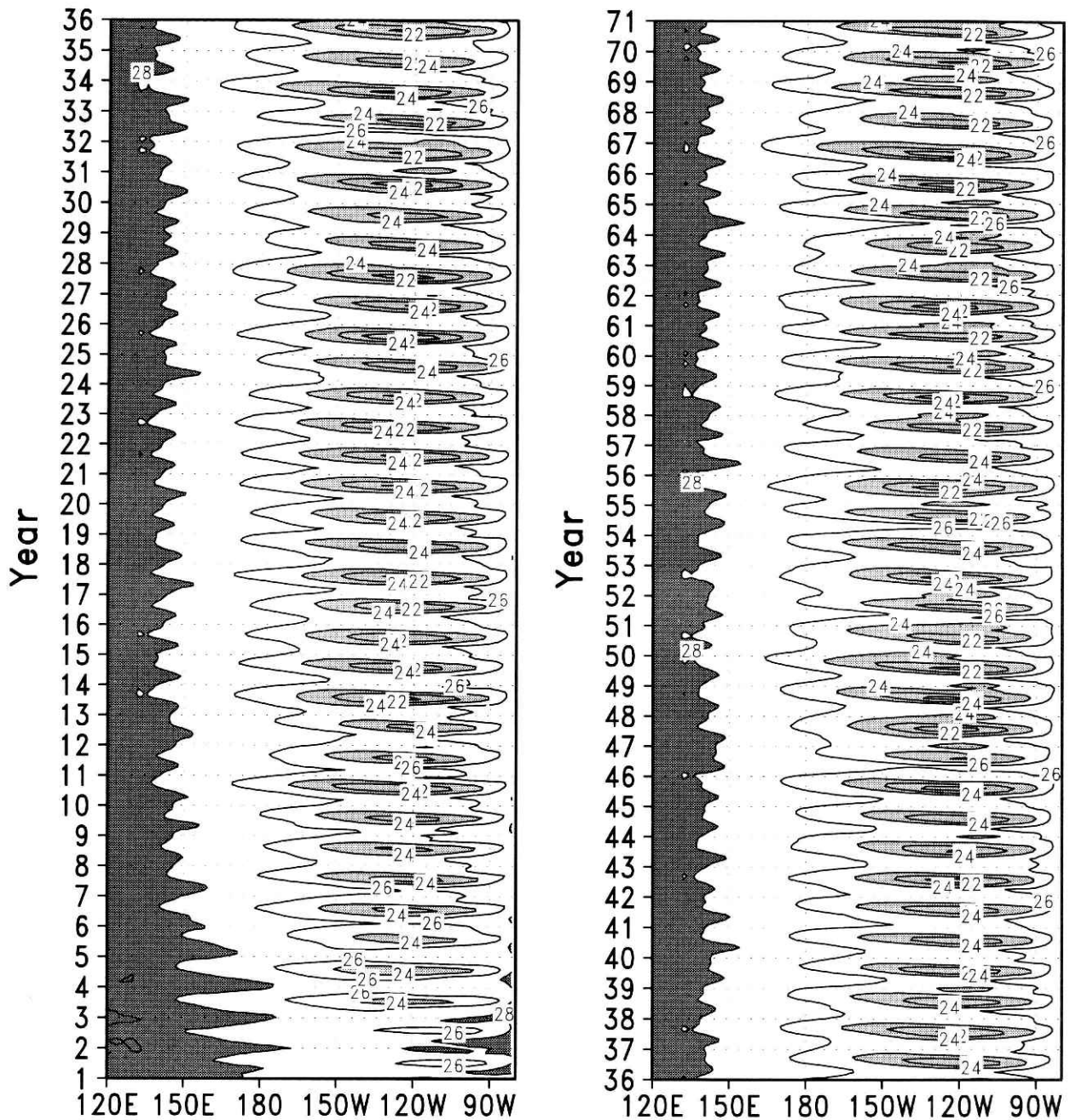


図1 太平洋赤道上の海面水温の時間—経度断面図。等値線の間隔は2°C。濃いハッチは28°C以上、薄いハッチは24°C以下の領域を示す。

Fig. 1 Hovmoeller diagram of SST along the equator. Smoothing by a 7-month running mean has been applied. Contour interval is 2°C, with dense shading >28°C and light shading <24°C.

分なため、フロント構造がうまく再現されていないためである。また、カリフォルニア沖、南米沖、アフリカ西岸沖でも高温の歪みが見られる。この歪みの原因の一つとして、大気モデルで下層雲を考慮していないために、海面での下向き短波放射が観測よりも多く見積もられていることが考えられる（飯塚ほか、1998 参照）。

観測では、東部熱帯太平洋及び大西洋では、南東貿易風と北東貿易風が収束する熱帯収束帯 (ITCZ) が、北半球の夏から秋にかけて 10°N に北上し、春には赤道付近

まで南下する。これに対し、モデルの ITCZ は南半球の春から夏にかけて 10°S 付近まで移動してしまう（図 4, 5）。モデルの東部熱帯太平洋における海面水温も南半球の冬から春にかけて、北半球側よりも相対的に高い（図 2）。このような東部熱帯太平洋の気候値の歪みは、どの機関の結合モデルにも見られ、結合モデルの開発における最大の課題の一つになっている（Mechoso *et al.*, 1996）。

西太平洋赤道上の海面水温には、2°C 以下の低温の歪み

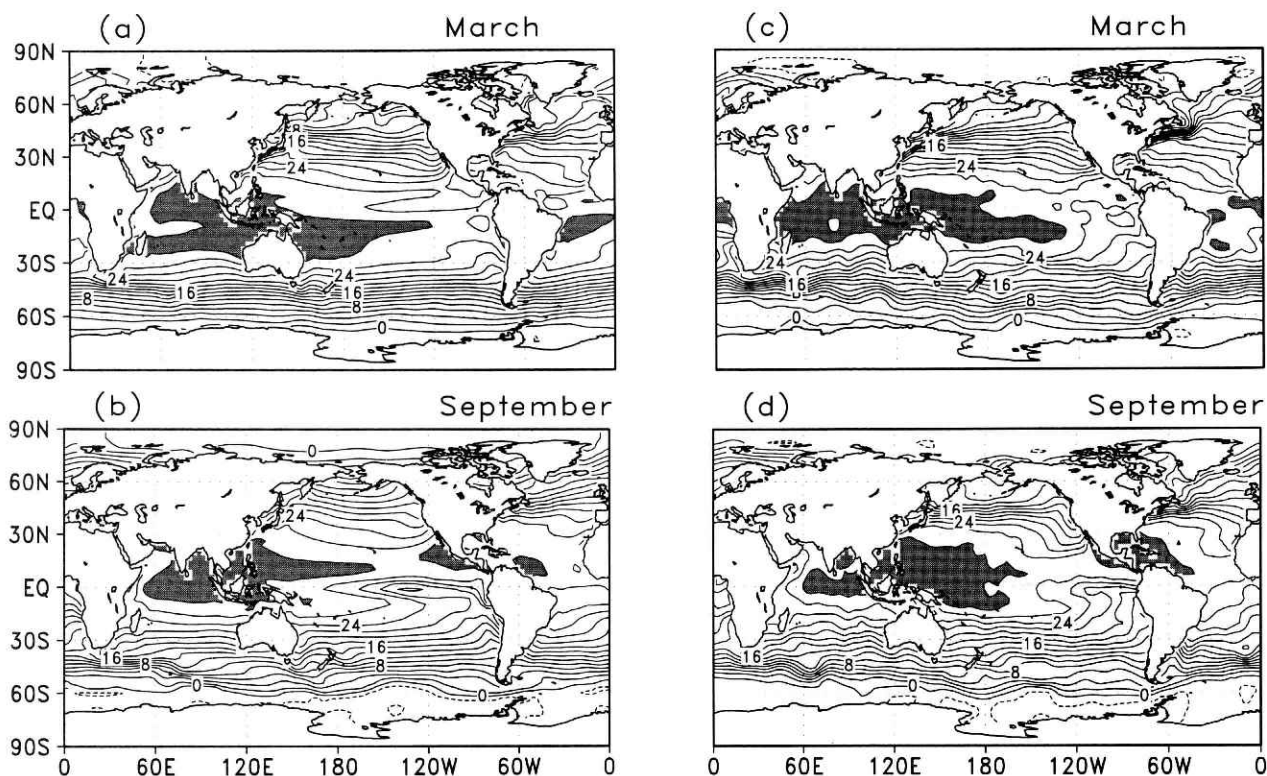


図 2 (a)結合モデルで再現された 3 月の海面水温。(b)結合モデルで再現された 9 月の海面水温。(c)Levitus (1982) の 3 月の海面水温気候値。(d)Levitus (1982) の 9 月の海面水温気候値。等値線の間隔は 2°C 。ハッチは 28°C 以上の領域を示す。

Fig. 2 Monthly mean sea surface temperature in the coupled model for (a) March and (b) September. The observed monthly mean sea surface temperature (Levitus, 1982) for (c) March and (d) September. Contour interval is 2°C , with shading $>28^{\circ}\text{C}$.

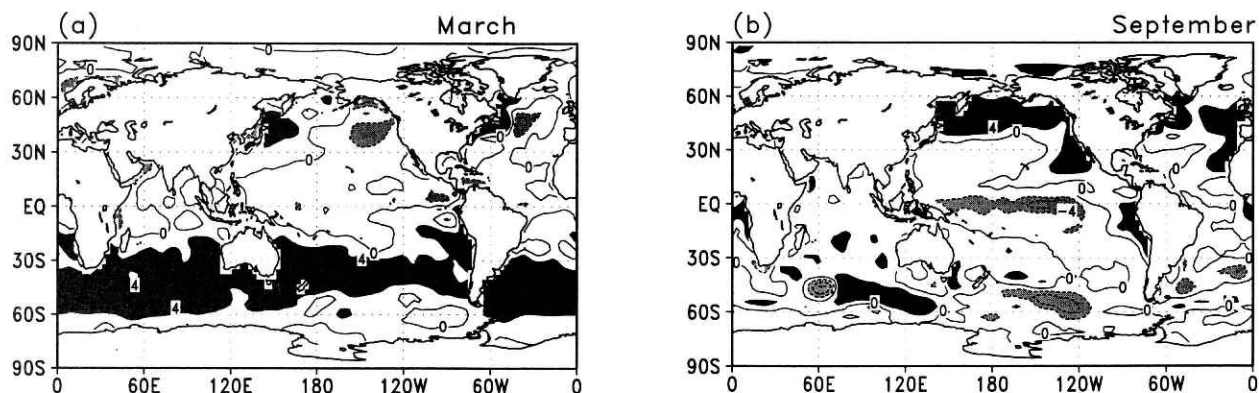


図 3 結合モデルと Levitus (1982) の海面水温の差。等値線の間隔は 2°C 。薄いハッチは 2°C 以下を、濃いハッチは 2°C 以上の領域を示す。(a) 3 月。(b) 9 月。

Fig. 3 The difference of the simulated monthly mean sea surface temperature from the observation (Levitus, 1982) for (a) March and (b) September. Contour interval is 2°C , with dense shading $>2^{\circ}\text{C}$ and light shading $<-2^{\circ}\text{C}$.

が北半球の夏から秋に見られる(図 3)。このため、 26°C 以上の暖水域は南北に分割された構造となる。また、西太平洋赤道付近での降水量が少なくなっている(図 5)。太平洋赤道上の西向きの風応力が最大を取る位置が、観測では 150°W 付近であるのに対し、結合モデルでは西太

平洋で最大になっている(図 6)。西太平洋でのこの強い西向きの風が、そこでの潜熱放出や赤道湧昇による冷却を強め、海面水温を低下させていると考えられる。また、この赤道上の風応力の歪みに伴い、太平洋赤道におけるモデルの温度躍層が最も深くなる位置も、観測結果に

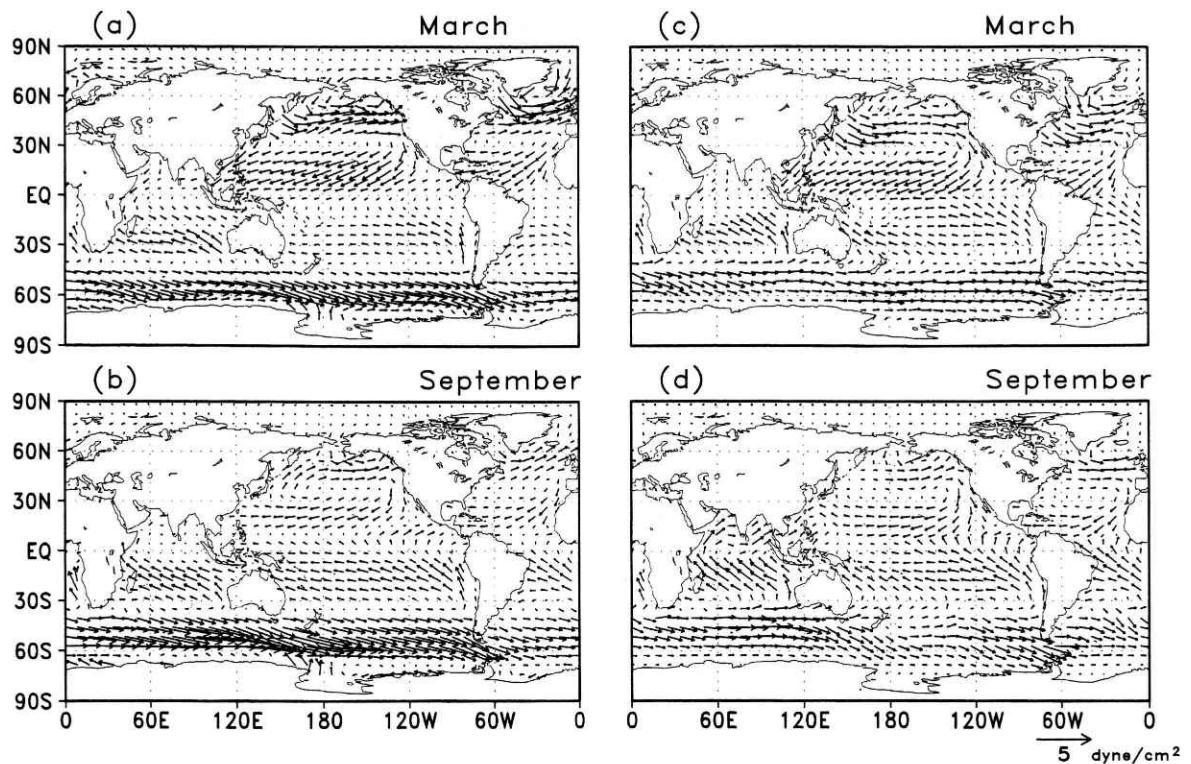


図4 (a)結合モデルで再現された3月の風応力。(b)結合モデルで再現された9月の風応力。(c)Hellerman and Rosenstein (1983) の3月の風応力気候値。(d)Hellerman and Rosenstein (1983) の9月の風応力気候値。

Fig. 4 Simulated monthly mean wind stress for (a) March and (b) September, and the observed monthly mean wind stress (Hellerman and Rosenstein, 1983) for (c) March and (d) September.

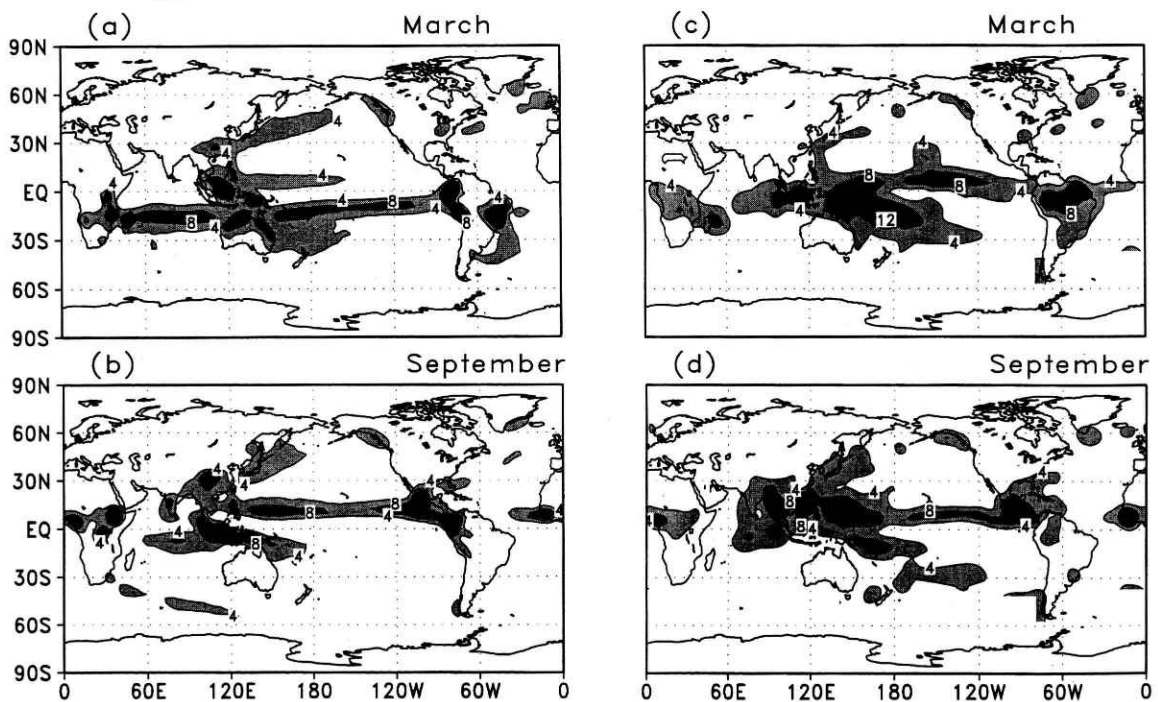


図5 (a)結合モデルで再現された3月の降水量分布。(b)結合モデルで再現された9月の降水量分布。(c)Shea (1986) の3月の降水量分布。(d)Shea (1986) の9月の降水量分布。等値線の間隔は2 mm/day。ハッチは4 mm/day 以上の領域を示す。

Fig. 5 Maps of simulated precipitation for (a) March and (b) September, and the observed precipitation (Shea, 1986) for (c) March and (d) September. Contour interval is 2mm/day, with shading >4mm/day.

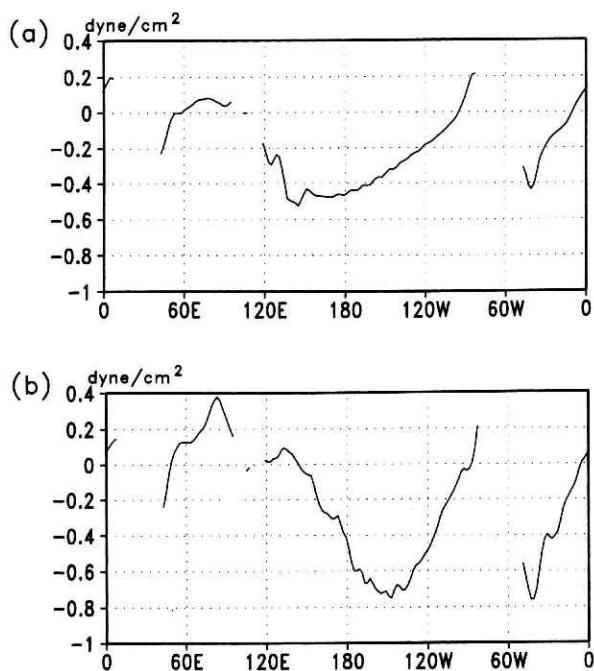


図 6 赤道上における年平均の東西風応力分布。(a) 結合モデル, (b) 観測値 (Hellerman and Rosenstein, 1983).

Fig. 6 Zonal components of annual mean wind stress along the equator. (a) CGCM (b) observation (Hellerman and Rosenstein, 1983)

比べ西側にずれている (図 7)。

図 2 に見られるように、観測と比べるとモデルには 28°C 以上の暖水域が夏に日本の南まで北上しないという欠点がある。これは、大気モデルの西太平洋での貿易風が観測よりも強すぎるために潜熱が過剰に評価されているためと考えられる。これに対応して、モデルでは西太平洋での降水量が観測に比べて少ない。但し、大気モデルは、北半球の夏に、南シナ海での南西風を再現できず、その結果貿易風との収束も弱くなり、フィリピン沖での降水量は観測に比べ少なくなる欠点がある (Sugi *et al.*, 1995)。暖水域の海面水温の維持過程には、海面での潜熱フラックスの他に、雲による短波遮断、降水量に伴う海洋表層での成層の変化、混合層過程などさまざまな過程が影響を及ぼしており、今のところ現実の維持機構も明らかにされていない (Ramanathan and Collins, 1991; Schneider *et al.*, 1996)。西部熱帯太平洋での海面水温の再現性については、今後の課題である。

4. モデル ENSO

4.1 モデル ENSO の特徴

ここでは、結合モデルに現れた ENSO 的な現象について触れる。図 8 は 32 年と 55 年の海面水温及び風応力のアンノマリーを、図 9 は海面気圧アンノマリーを示したものである。32 年には、東部から中部太平洋赤道上の海面水温は通常よりも高温になっており、海面気圧が低下している。一方、インドネシアからインド洋にかけては通常

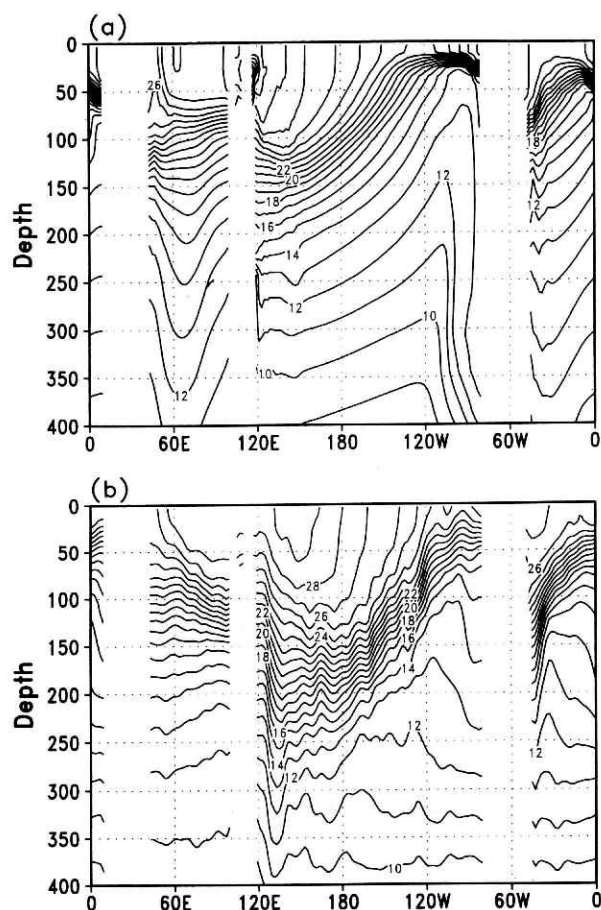


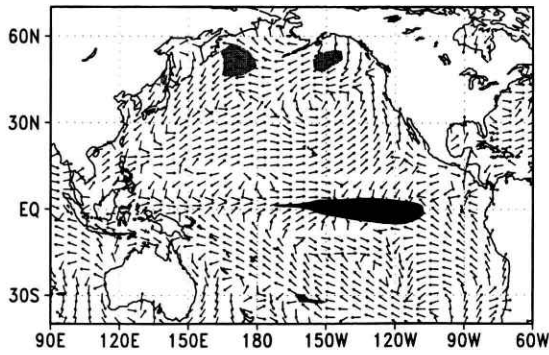
図 7 (a) 結合モデルでの赤道上の年平均温度分布。等値線の間隔は 1°C。 (b) Levitus (1982) の年平均温度分布。等値線の間隔は同じ。

Fig. 7 Annual mean fields of (a) simulated temperature and (b) observation (Levitus, 1982) along the equator. Contour interval is 1°C.

よりも海面気圧が高くなっている。東西方向の気圧傾度の変化に伴い、太平洋赤道上では貿易風が弱まり、西風アンノマリーが存在する。逆に、55 年は、中部から東部太平洋上の海面水温は低くなっており、そこでの海面気圧は通常よりも高い。インド洋から西太平洋にかけての海面気圧は低下し、太平洋赤道付近の貿易風は強化している。両者の変化は、それぞれエル・ニーニョ期、ラ・ニーニャ期の特徴としてよく知られている (Philander, 1990)。

図 10 は、ENSO の指標として良く用いられる Nino 3 における海面水温偏差と南方振動数 (SOI) の時系列を示したものである。SOI の定義としては、一般にダーウィンとタヒチとの地上気圧差が用いられるが、ここでは図 9 に示される気圧偏差分布を考慮して、インド洋と東太平洋赤道上で気圧差として代用している。これを見ると、Nino 3 における海面水温偏差と SOI との間には、良い逆相関の関係があり、両者は 2 年から 4 年の周期で変動をしている。モデルでエル・ニーニョが発生した年は、28, 32, 46, 51, 54, 56, 64, 67 年であり、ラ・ニーニャ

(a) June Year 32



(b) June Year 55

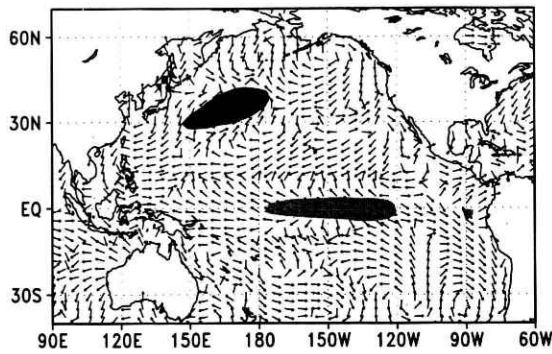


図8 結合モデルの海面水温アノマリーと風応力アノマリー。濃いハッチは 0.5°C 以上、薄いハッチは -0.5°C 以下の領域を示す。(a)32年6月、(b)55年6月。

Fig. 8 Maps of the simulated SST anomalies and wind stress anomalies for (a) June, year 32 year and (b) June, year 55. In dark shaded region, SST anomalies exceed 0.5°C and the regions which SST anomalies is below -2°C are shaded lightly.

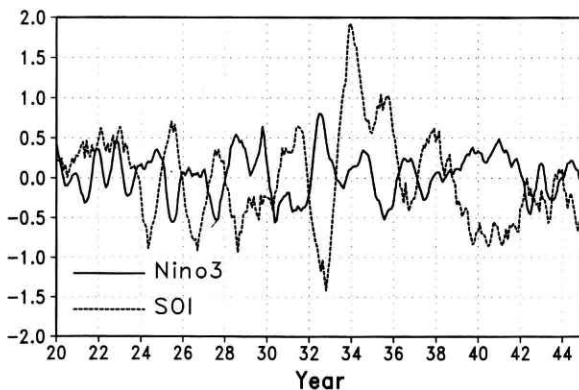
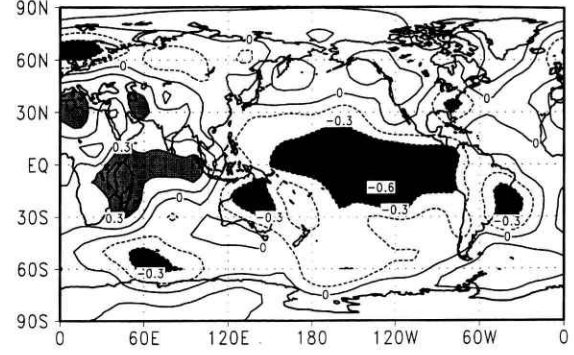


図10 結合モデルにおける Nino3 ($150^{\circ}\text{W}-90^{\circ}\text{W}; 5^{\circ}\text{S}-5^{\circ}\text{N}$) での海面水温偏差 (Nino3) と南方振動数 (SOI) ($100^{\circ}\text{E}; \text{EQ}$ と $130^{\circ}\text{W}; \text{EQ}$ での気圧差を正規化したもの) の時間変化。Nino3 には7ヶ月の移動平均を、南方振動数には13ヶ月の移動平均をしている。

Fig. 10 Time series of SST anomalies in Nino3 and Southern Oscillation Index (SOI) which indicates the normalized pressure difference between at $100^{\circ}\text{W}, 0^{\circ}$ and at $130^{\circ}\text{W}, 0^{\circ}$. Smoothing by a 7-month running mean has been applied for former and smoothing by a 13-month running mean for the latter.

(a) June Year32



(b) June Year55

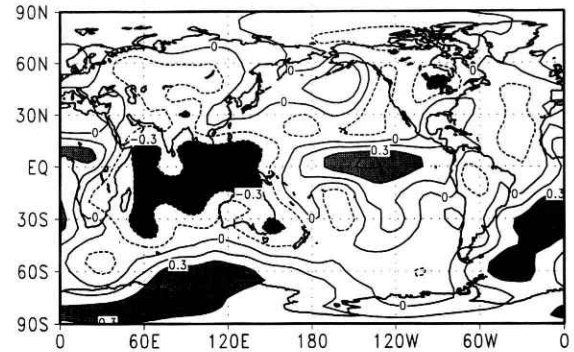
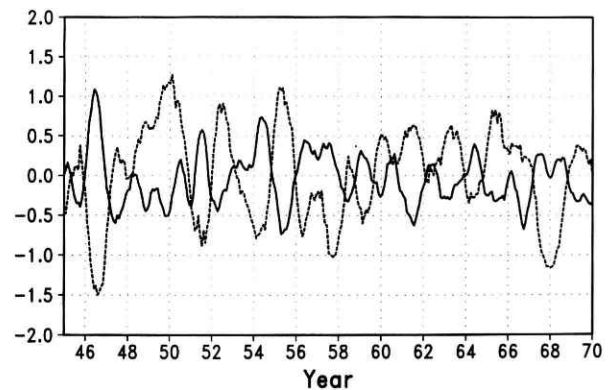


図9 結合モデルの海面気圧偏差。但し、2-4年のフィルター処理をしている。薄いハッチは 0.3hPa 以上、濃いハッチは -0.3hPa 以下の領域を表わす。(a)32年6月、(b)55年6月。

Fig. 9 Maps of the simulated sea level pressure anomaly for (a) June, year 32 year and (b) June, year 55. The data have been band-pass filtered to isolate fluctuations with periods between 2 and 4 years.



の年は、25, 27, 45, 47, 49, 55, 61, 66 年である。

図 11 は、エル・ニーニョが発生した年の Nino 3 における海面水温偏差を月毎に示したものである。どのエル・ニーニョにおいても、Nino 3 における海面水温は 2 月頃から上昇し、6-7 月に最盛期となる。このような海面水温偏差の季節変化は、1950, 60, 70 年代に発生したエル・ニーニョと似ている (Rasmusson and Carpenter, 1982)。但し、観測では翌年の春頃まで海面水温の異常が持続するのに対し、モデルでは 10 月になると海面水温偏差が消失する。この違いは、モデルによる東部熱帯太平洋における季節変動の再現性の問題と関連していると考えられる。

図 12, 13 は、32 年目のエル・ニーニョ期間中における熱容量と海面水温アノマリーの時間発展を示したものである。前年の秋頃、西太平洋の 10°N 付近に見られた正の熱容量アノマリーが、2 月頃には赤道ケルヴィン波として赤道上を移動してくる様子が見られる (図 13)。2 月以降、海面水温にも正のアノマリーが現われ、春頃まで熱容量、海面水温共に増加する。海面水温アノマリーはしだいにゆっくりと西進しながら 6 月に最大となる (図 12)。このような西進は、海面水温アノマリーの西側では西風アノマリーが生じ湧昇を押さえ、東側では東風アノマリーが生じ湧昇を引き起こすためである (Neelin, 1991)。海面水温アノマリーは 6 月に 130°W 付近を中心に 3°C 程度に達した後、減衰していく。同様な発展は、46 年や 54 年など他のエル・ニーニョ期間中にも見られる。モデル海面水温アノマリーの発達及び西進の様子は、1950 年から 1976 年までの間に観測された 6 つのエル・ニーニョに類似している (Rasmusson and Carpenter, 1982)。しかしながら、結合モデルでは赤道ケルヴィン波

が、太平洋東岸まで達していないため、ペルー・エクアドル沖の海面水温の上昇が見られず、海面水温アノマリーが最初に現れる場所が東部太平洋赤道上の 110°W 付近になっている。これも、結合モデルにおける東部熱帯太平洋、特に、南米西岸付近の気候値の再現性が悪いことが関連していると考えられる。

4.2 モデル ENSO の周期

Schopf and Suarez (1988) は、ENSO の周期性を説明するために、遅延振動という概念を提唱した。この考えでは、エル・ニーニョ成熟期の西風アノマリーによって形成された冷たい自由な赤道ロスビー波が西岸で反射して、自由な赤道ケルヴィン波として東太平洋に戻り、エル・ニーニョを終わらせると同時にラ・ニーニャを作り出す。次に、これに伴って生じた東風アノマリーが自由な赤道ロスビー波を作り、西岸で反射した後、再びエル・ニーニョが発生することになる。赤道ケルヴィン波と赤道ロスビー波が太平洋を横断する時間に中部・東部太平洋での ENSO の成長に要する時間を加味すると周期は 4 年となる (Cane *et al.*, 1990)。

図 14 は、45 年から 60 年における 9°N での熱容量及び赤道上の熱容量、海面水温、東西方向の風応力の時間変化を示したものである。但し、モデルの ENSO 的な現象のみを取り出すために 2~5 年のバンドパス・フィルターをかけている。これを見ると、東部太平洋赤道上で正(負)の海面水温アノマリーが発生する前に、西太平洋から正(負)の熱容量の東進の様子がみられる。この時、日付変更線より西では、西(東)風アノマリーが強化する。その後、中部・東部太平洋赤道上では、正(負)の海面水温アノマリーが発達しながら、ゆっくりと西進する。一方、9°N 付近では、正(負)の熱容量が東進してくると同時に、負(正)の熱容量の増加が見られる。この冷たい(暖かい)ロスビー波は西岸で反射した後、赤道ケルヴィン波として赤道上を東進し、逆のフェーズを作り出す。結合モデルでは、このような過程が繰り返され、エル・ニーニョとラ・ニーニャが発生していると言える。海面水温アノマリーが西進する特徴はあるものの、基本的には遅延振動機構が働いていると考えられる。しかし、モデルの ENSO 的な変動の周期は一定ではなく、また、Nino 3 における海面水温偏差の大きさも時期により異なる (図 10)。ENSO の周期や大きさの変動の原因を明らかにすることは今後の課題である。

5. 北太平洋の変動

図 15 は、北太平洋中央域の海面水温の変化を示したものである。数ヶ月程度の短周期変動に加えて、モデルのエル・ニーニョに伴う変動よりも長い 10 年程度の周期が卓越して見られる。北太平洋 20°N 以北における海面水温の長周期成分 (6 年以上 20 年以下) に対する EOF (Empirical Orthogonal Function) 解析から、北太平洋中央域と逆位相で、アラスカ湾からカリフォルニア沿岸にかけての海面水温も同様な周期で変化しているのがわかる (図 16 b)。EOF 第一モードの寄与率は 39% で、ア

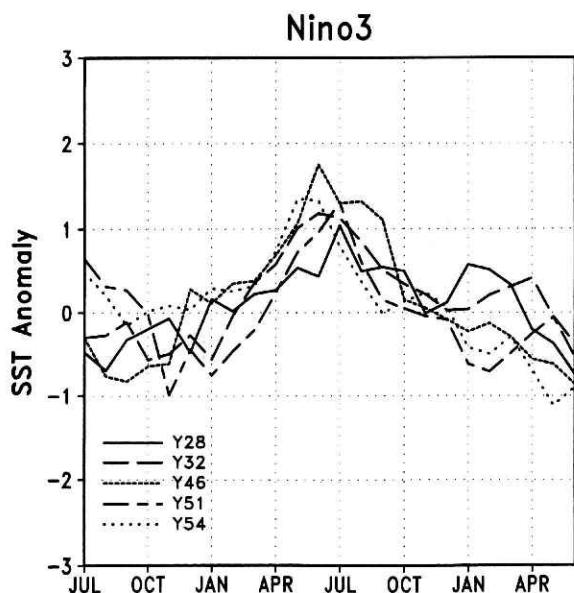


図11 エル・ニーニョ発生時における Nino3での海面水温偏差の季節変化。

Fig. 11 Time series of SST anomalies in Nino3 for each simulated ENSO event.

SST Anomaly : Year32

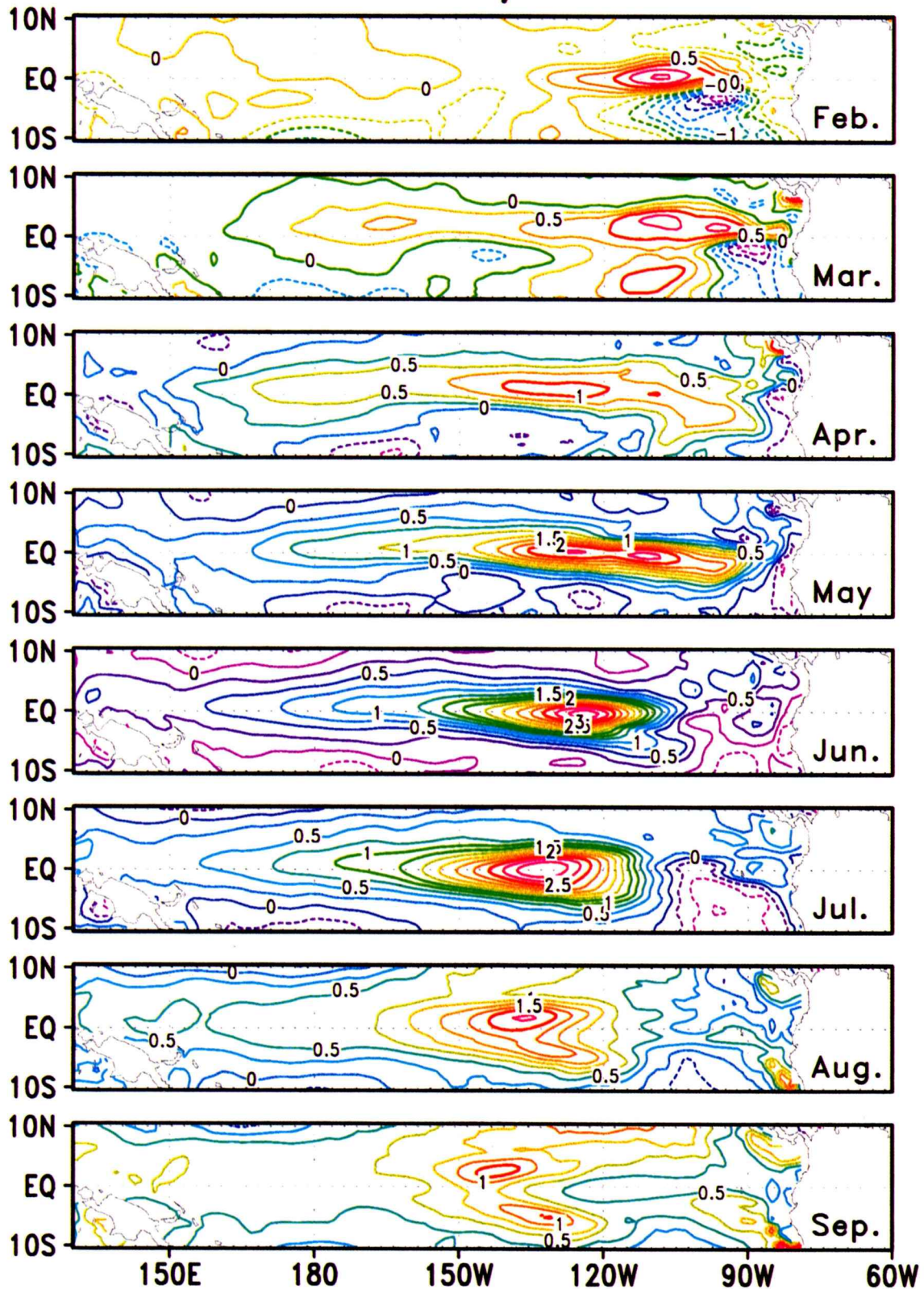


図12 32年目の海面水温偏差の時間発展。等値線の間隔は0.25°C。

Fig. 12 Time sequence of SST anomalies during year 32. Contour interval in each time is 0.25°C.

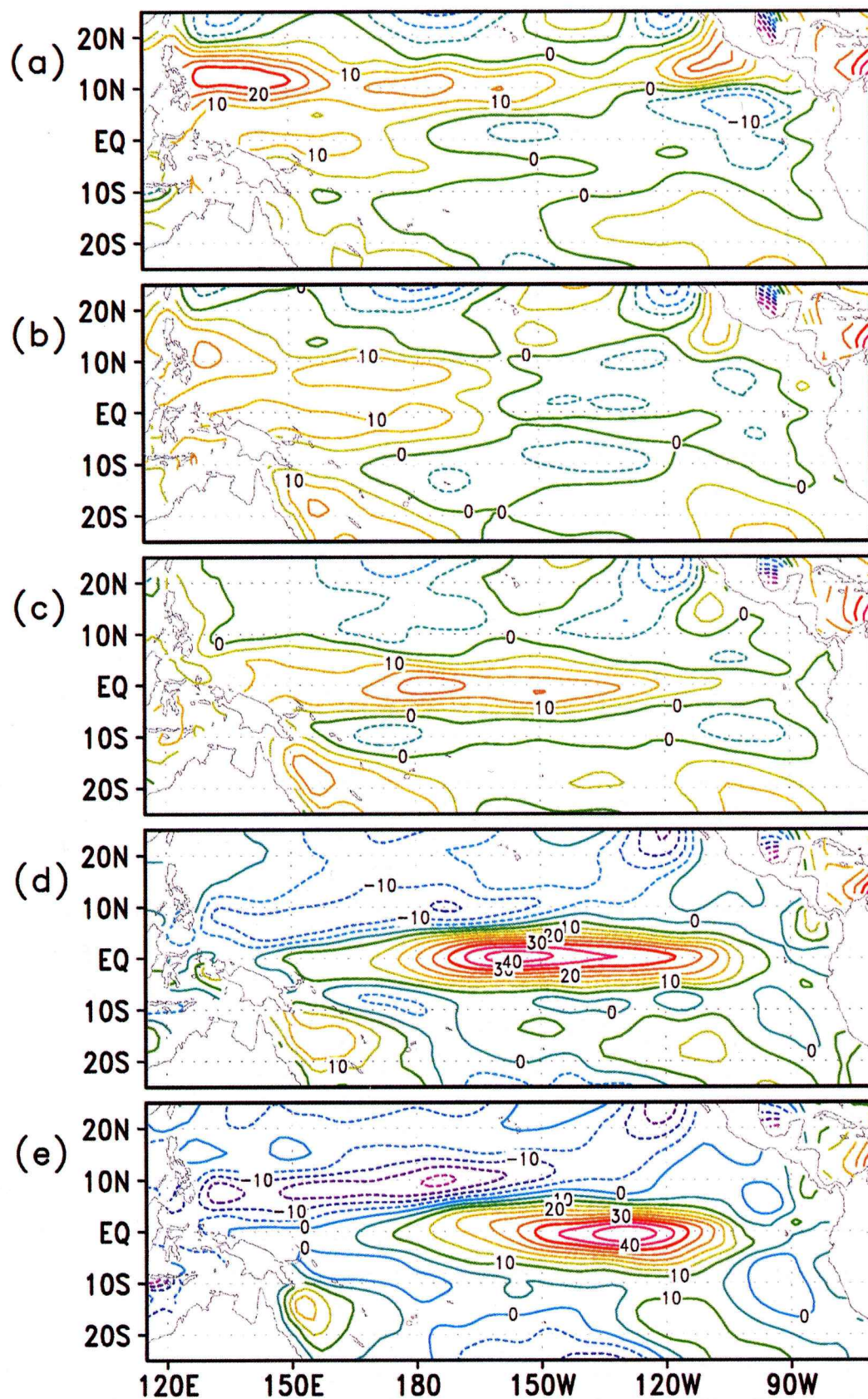


図13 32年間の熱容量アノマリーの時間発展. 等値線の間隔は $5 \times 10^3 \text{ m}^\circ\text{C}$. (a) 31年10月, (b) 31年12月, (c) 32年2月, (d) 32年4月, (e) 32年6月.

Fig. 13 Time sequence of heat content anomalies for (a) October year 31, (b) December year 31, (c) February year 32, (d) April year 32, and (e) June year 32, Contour interval is $5 \times 10^3 \text{ m}^\circ\text{C}$.

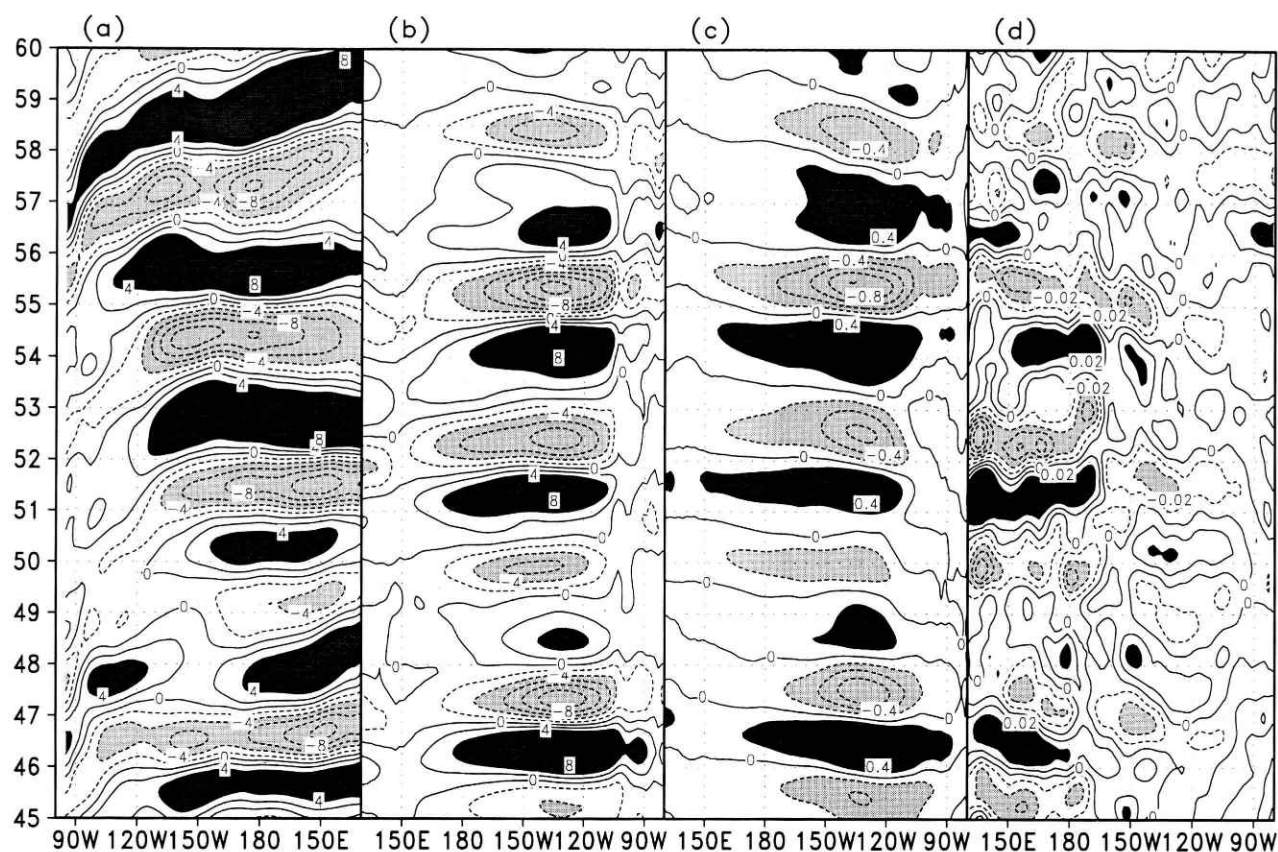


図14 (a) 9°N における熱容量アノマリーの時間変化。等値線の間隔は $2 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ C}^\circ$ 。濃いハッチは $4 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ C}^\circ$ 以上、薄いハッチは $-4 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ C}^\circ$ 以下の領域を表わす。(b) 赤道における熱容量アノマリーの時間変化。等値線の間隔は $2 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ C}^\circ$ 。濃いハッチは $4 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ C}^\circ$ 以上、薄いハッチは $-4 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ C}^\circ$ 以下の領域を表わす。(c) 赤道における海面水温アノマリーの時間変化。等値線の間隔は 0.2° C 。濃いハッチは 0.2° C 以上、薄いハッチは -0.2° C 以下の領域を表わす。(d) 赤道における東西風応力アノマリーの時間変化。等値線の間隔は 0.01 dyne/cm^2 。濃いハッチは 0.02 dyne/cm^2 以上、薄いハッチは -0.02 dyne/cm^2 以下の領域を表わす。但し、どのデータも 2-5 年のフィルター処理をしている。

Fig. 14 Hovmoeller diagram of (a) heat content anomalies along 9°N, (b) heat content anomalies along the equator, (c) SST anomalies along the equator, (d) zonal component of wind stress along the equator. For heat content, contour interval is $2 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ C}^\circ$, with dense shading $> 4 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ C}^\circ$ and light shading $< -4 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ C}^\circ$. For SST, contour interval is 0.2° C , with dense shading $> 0.2^\circ \text{ C}$ and light shading $< -0.2^\circ \text{ C}$. For wind stress, contour interval is 0.01 dyne/cm^2 , with dense shading $> 0.02 \text{ dyne/cm}^2$ and light shading $< -0.02 \text{ dyne/cm}^2$. Band-pass filter has been applied to isolate fluctuations with periods between 2 and 5 years.

ラスカ湾からカリフォルニア沿岸にかけての海面水温の長周期変動を非常に良く表わしている (図略)。

図 17 は、EOF 第一モードと風応力との回帰係数を示したものである。風応力の回帰係数のパターンは、図 16 b に示される海面水温偏差が卓越する時、中高緯度では偏西風の強化を伴う低気圧性循環になり、低緯度では貿易風が強化することを示している。図 18 は、冬季 (12, 1, 2 月の平均) におけるアリューシャン低気圧の変動を示したものである。アリューシャン低気圧の変動には、第一モードとほぼ逆相関で変化している傾向が見られ、風応力の回帰係数のパターンと対応している。海面水温と風系との対応は、アリューシャン低気圧が強化している時

期、アラスカ湾からカリフォルニア沿岸にかけては、南からの暖かい空気の移流があり、その結果海面水温が暖まったためと解釈できる。逆に、アリューシャン低気圧が弱い時期には、アラスカ湾からカリフォルニア沿岸にかけての海面水温は低下することになる。モデルに現れたこのような変動は、観測で確認されている 10 年スケールの変動と似ている (Tanimoto *et al.*, 1993)。

このような変化は、海洋内部の構造にも現れている。図 19 は、 140° W , 25° N における温度、塩分の変化を示したものである。アリューシャン低気圧の強弱に伴い、海面での熱フラックスや降水量も変化し、その結果冬季に沈み込む水塊の様子が変わったためである。

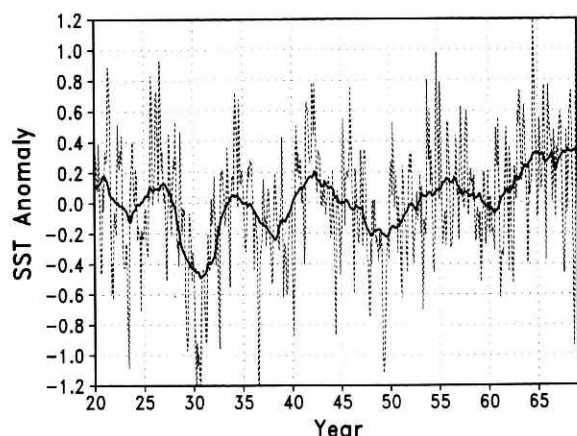


図15 結合モデルの145°E–180°; 35°N–45°Nでの海面水温偏差の時間変化。点線は月平均、太実線は4年の移動平均をしたものである。

Fig. 15 Time series of area (145°E–180°; 35°N–45°N) mean SST anomalies in the coupled model. Dotted line is monthly mean and thick line indicates 4years running mean.

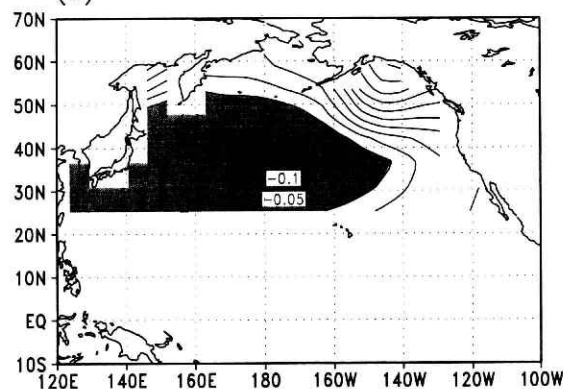
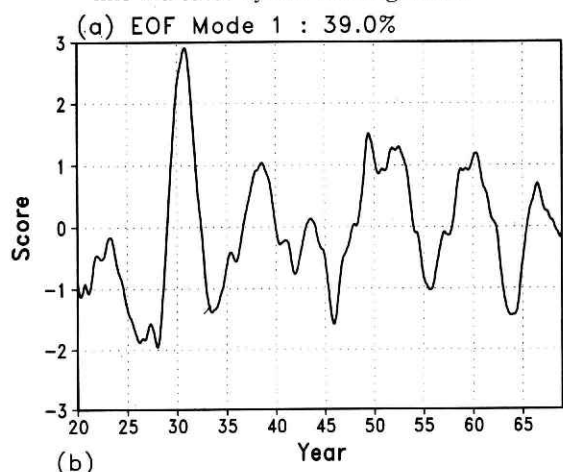


図16 (a)結合モデルの北太平洋における海面水温に対する EOF の第一モードの時間変化。(b)固有値。等値線の間隔は0.05。ハッチは負の領域を表わす。

Fig. 16 (a) Time series of the first EOF mode for model SST over the North Pacific. (b) Eigen values for the first EOF mode of SST. Contour interval is 0.05. Negative value is in shaded region.

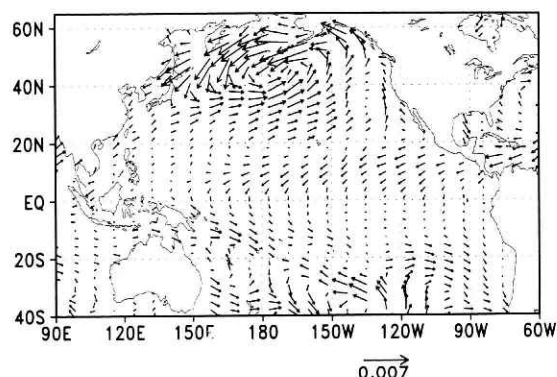


図17 EOF 第一モードと風応力の回帰係数分布。

Fig. 17 Maps of regression coefficients between wind stress and the first EOF mode.

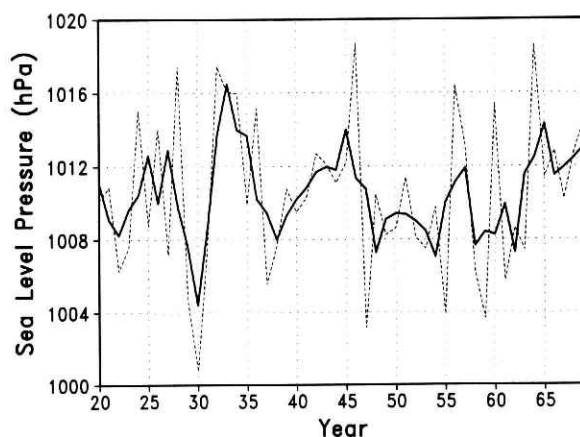


図18 160°W–140°W; 40°N–50°Nの領域で平均した冬季(12, 1, 2月の平均)の海面気圧。点線は各年、太実線は3年の移動平均をしたものである。

Fig. 18 Dotted line is time series of sea level pressure in winter (December, January, February) averaged at 160°W–140°W; 40°N–50°N. Thick line is 3-years running mean.

1976/77年に生じた気候シフトの場合、太平洋熱帯域での海面水温の変動が中緯度大気に影響を与え、その結果、北太平洋中緯度での海面水温が変化したと考えられている(Nitta and Yamada, 1989)が、モデルの赤道域の海面水温には、北太平洋に見られるような長周期の変動が認められない(図10)。モデルでは、大気場の変化が海面水温の変化に先行する傾向が見られる。アリューシャン低気圧の強化は、北太平洋中央域での偏西風の強化を伴い、海面での潜熱の増加や南向きのエクマン輸送が増加して海面水温を冷却する(Yasuda and Hanawa, 1997)。アラスカ湾では、暖かく湿った空気塊が南から運ばれ冬季の冷却が減少するために、海面水温が高くなっていると考えられている(Trenberth, 1990; Miller *et al.*, 1994)。現時点では、結合モデルに現れた北太平洋の長周期変動のメカニズムは明らかでないが、この変動は北太平洋中緯度における大気海洋相互作用の結果生じて

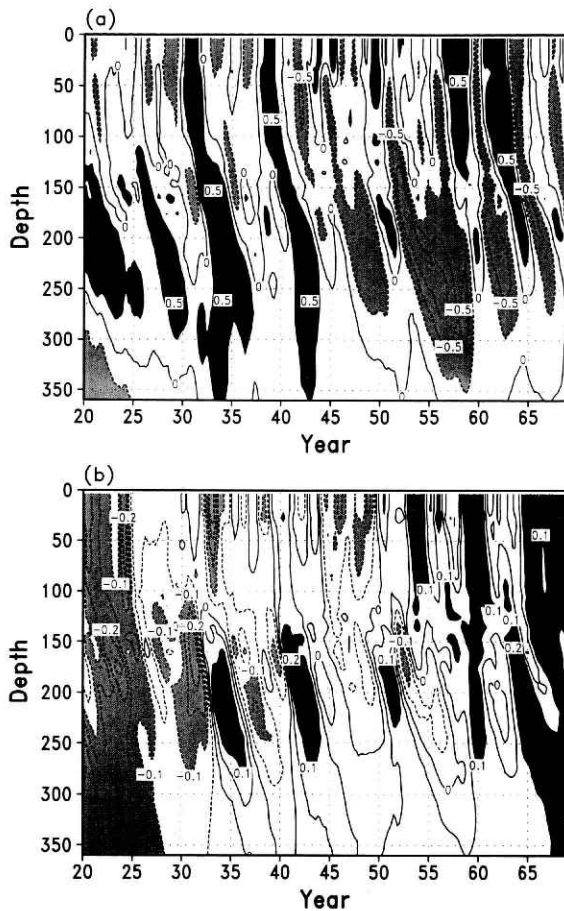


図19 (a) 140°W; 25°N における温度偏差の時間鉛直図。等値線の間隔は0.25°C。濃いハッチは0.25°C以上の領域を、薄いハッチは-0.25°C以下の領域を表わす。(b) 塩分偏差。等値線の間隔は0.05 psu。濃いハッチは0.1psu以上の領域を、薄いハッチは-0.1psu以下の領域を表わす。

Fig. 19 (a) Time series of vertical profile of temperature anomalies at 140°W, 25°N. Contour interval is 0.25°C, with dense shading >0.25°C and light shading <-0.25°C. (b) As same for (a) but salinity anomalies. Contour interval is 0.05psu, with dense shading >0.1psu and light shading <-0.1psu.

いる可能性がある。これを明らかにするためには、結合モデルの境界条件を使い、大気モデル、海洋モデルをそれぞれ駆動し、その応答機構を把握することなどの検証実験が必要である。

6. おわりに

気象庁の全球予報モデルと GFDL の海洋大循環モデルからなる大気海洋結合モデルを構築し、70 年間の積分を行い、モデルの性能を調べた。モデル気候値の空間構造には、現存の結合モデル特有の歪みは見られるものの、海面水温の絶対値などは現実的に再現されていた。また、70 年の積分期間中、実際の ENSO に似た変動が再現されていた。モデルの ENSO の発生機構には、遅延振動の

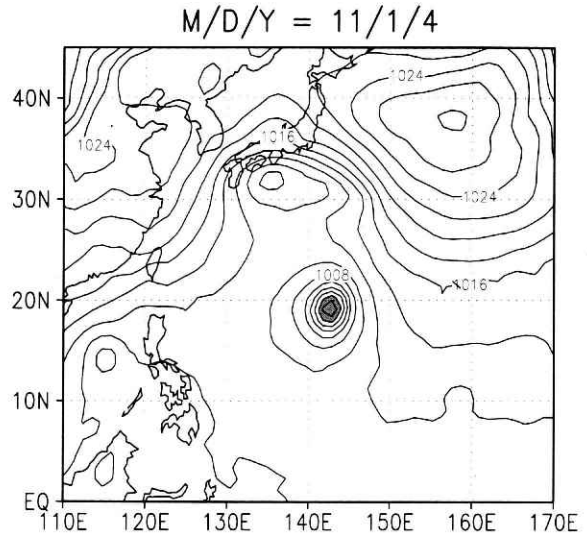


図20 高解像度大気海洋結合モデルにおける4年目11月1日の日本付近海面気圧。等値線の間隔は2 hPa。ハッチは1000hPa以下の領域を表わす。

Fig. 20 Sea level pressures simulated in the high resolution coupled model. Contour interval is 2hPa. Values below 1000hPa are shaded.

メカニズムが働いている。一方、北太平洋には十年スケールの変動が顕著に見られ、観測との間にいくつかの類似点が認められる。しかしながら、モデル気候値の歪みが、モデル ENSO の季節依存性や北太平洋の十年程度の変動も歪めている可能性があり、今後、モデル気候値の改善を行う必要があると考えられる。

本研究における大気海洋結合モデルの開発の目的は、エル・ニーニョなどの長期の気候変動に伴う台風や梅雨前線などの変化を評価するためである。現在、大気モデルの解像度が 100 km 程度、海洋モデルの解像度が 50~100 km 程度の高解像度大気海洋結合モデルの開発を始めたところである。図 20 は、4 年目の 11 月初めにおける海面気圧を示したものである。台風のようなものが再現されているのが見られる。但し、モデルの西太平洋暖水域における気候値の歪みのため、モデルの台風はあまり発達しないようである。しかし、今後このような高分解能の結合モデルの開発を進めていくことにより、長期の気候変動が、台風や集中豪雨などによってもたらされる水災害に及ぼす影響の評価を可能にすると期待される。

謝辞

本研究は、特別研究「全球水文過程における災害予測に関する研究」の一部として行ったものです。モデルの計算は、SGI-Cray 社の T 932 にて行いました。結合モデルの大気部分を提供して頂いた気象庁には深く感謝いたします。また、計算機の利用に際し、先端解析研究部及び SGI-Cray 社の方々にご協力頂きました。モデルの並列化に際しご協力いただいた SGI-Cray の原口誠氏、三

上和徳氏, 図の作成の際にお手伝い頂いた仲村千秋さん
にお礼申し上げます。

参考文献

- 1) Bottomley, M., C.K. Folland, J. Hsiung, R.E. Newell and D. E. Parker (1990): Global Ocean Surface Temperature Atlas (GOASTA). 20+iv pp, HMSO, London.
- 2) Cane, M.A., S.C. Dolan and S.E. Zebiak (1986): Experimental forecasts of the 1982/83 El Nino. *Nature*, **321**, 827-832.
- 3) Cane, M.A., M. Munnich and S.E. Zebiak (1990): A study of self-excited oscillations of the tropical ocean-atmosphere system. Part I: Linear analysis. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 1562-1577.
- 4) Cox, M. (1984): A primitive equations, 3-dimensional model of the ocean. GFDL Ocean Group Tech. Rep., No. 1, 143pp, GFDL/NOAA, Princeton, NJ.
- 5) Deser, C., M.A. Alexander and M.S. Timlin (1996): Upper-ocean thermal variations in the North Pacific during 1970-1991. *J. Climate*, **9**, 1840-1855.
- 6) Hellerman, S. and M. Rosenstein (1983): Normal monthly wind stress over the world's ocean with error estimates. *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 1093-1104.
- 7) Hirst, A.C. (1986): Slow instabilities in tropical ocean basin-global atmosphere models. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 830-852.
- 8) Kashiwabara, T. (1987): On the recent winter cooling in the North Pacific. *Tenki*, **34**, 777-781.
- 9) Kodera, K., M. Chiba, H. Koide, A. Kitoh and Y. Nikaidou (1996): Interannual variability of the winter stratospheric and troposphere in the Northern Hemisphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, **74**, 365-382.
- 10) Kawamura R., M. Sugi, T. Kayahara and N. Sato (1997): Recent abnormal changes in wintertime atmospheric response to tropical SST forcing. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 783-786.
- 11) Kuo, H.L. (1974): Further studies of the influence of cumulus convection on large scale flow. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1232-1240.
- 12) Latif, M., A. Sterl, E. Marier-Reimer and M. M. Junge (1993): Climate variability in a coupled GCM. Part I: The tropical Pacific. *J. Climate*, **6**, 5-21.
- 13) Latif, M. and T.P. Barnett (1994): Causes of decadal climate variability over the North Pacific and North America. *Science*, **266**, 634-637.
- 14) Lau, N.-C., S.G. H. Philander and M.J. Nath (1992): Simulation of ENSO-like phenomena with a low-resolution coupled GCM of the global ocean and atmosphere. *J. Climate*, **5**, 284-307.
- 15) Levitus, S. (1982): Climatological atlas of the world ocean. NOAA Prof. Paper 13, 178pp, U.S. Government Printing Office, Washington D.C.
- 16) Louis, J., M. Tiedtke and J.F. Geleyn (1982): A short history of PBL parameterization at ECMWF. Workshop on Planetary Boundary Layer Parameterization, ECMWF, pp59-80.
- 17) Marotzke, J. (1991): Influence of convective adjustment on the stability of the thermohaline circulation. *J. Phys. Oceanogr.*, **21**, 903-907.
- 18) Mechoso, C.R., A.W. Robertson, N. Barth, M.K. Davey, P. Delecluse, P.R. Gent, S. Ineson, B. Kirtman, M. Latif, H. LeTreut, T. Nagai, J.D. Neelin, S.G.H. Philander, J. Polcher, P.S. Schopf, T. Stochdale, M.J. Suarez, L. Terray, O. Thual and J.J. Tribbia. (1996): The seasonal cycle over the tropical Pacific in general circulation models. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 2825-2838.
- 19) Mellor, G.L. and T. Yamada (1974): A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1791-1806.
- 20) Miller, A. J., D.R. Cayan, T.P. Barnett, N.E. Graham and J.M. Oberhuber (1994): Interdecadal variability of the Pacific Ocean: Model response to observed heat flux and wind stress anomalies. *Clim. Dyn.*, **9**, 287-302.
- 21) Nagai, T., T. Tokioka, M. Endoh and Y. Kitamura. (1992): El-Nino-Southern oscillation simulated in a MRI atmosphere-ocean coupled general circulation model. *J. Climate*, **5**, 1202-1233.
- 22) Neelin, J.D. (1991): The slow sea surface temperature mode and the fast-wave limit: Analytic theory for tropical interannual oscillations and experiments in a hybrid coupled model. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 584-606.
- 23) Nitta, T. and S. Yamada (1989): Recent warming of tropical sea surface temperature and its relationship to the Northern Hemisphere circulation. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **67**, 375-383.
- 24) Pacanowski, R.C. and S.G.H. Philander (1981): Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans. *J. Phys. Oceanogr.*, **11**, 1443-1451.
- 25) Pacanowski, R.C., K. Dixon and A. Rosati (1990): GFDL modular ocean model. GFDL Ocean Group Tech. Rep. No. 2, 46pp, GFDL/NOAA, Princeton, NJ.
- 26) Paulson, E.A. and J.J. Simpson (1977): Irradiance measurements in the upper ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **7**, 952-956.
- 27) Philander, S.G.H. (1990): El Nino, La Nina and Southern Oscillation, 289pp, Academic Press.
- 28) Philander, S.G.H., T. Yamagata and R. C. Pacanowski (1984): Unstable air-sea interactions in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 604-613.
- 29) Philander, S.G.H., R.C. Pacanowski, N.-C. Lau and M.J. Nath (1992): Simulation of ENSO with a global atmospheric GCM coupled to a high-resolution

- tion tropical Pacific ocean GCM. *J. Climate*, **5**, 308-329.
- 30) Ramanathan, V. and W. Collins (1991): Thermodynamics regulation of ocean warming by cirrus clouds deduced from observations of the 1987 El Nino, *Nature*, **351**, 27-32.
 - 31) Rasmusson, E.M. and T.H. Carpenter (1982): Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Nino, *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 354-384.
 - 32) Robertson, A.W., C.C. Ma, M. Ghil and C.R. Mechoso (1995): Simulation of the tropical Pacific climate with a coupled ocean-atmosphere general circulation model. Part II: Interannual variability. *J. Climate*, **8**, 1199-1216.
 - 33) Sato, N., P.J. Sellers, D.A. Randall, E.K. Schneider, J. Shukla, J.L. Kinter, Y.-T. Hou and E. Albertazzi (1989): Effects of implementing the simple biosphere model in a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 2757-2782.
 - 34) Schneider, N., T. Barnett, M. Latif and T. Stockdale (1996): Warm pool physics in a coupled GCM. *J. Climate*, **9**, 219-239.
 - 35) Schopf, P.S. and M.J. Suarez (1988): Vacillations in a coupled ocean-atmosphere model. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 549-566.
 - 36) Shea, D.J. (1986): Climatological atlas: 1950-1979, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado.
 - 37) Sugi, M., K. Kuma, K. Tada, K. Tamiya, N. Hasegawa, T. Iwasaki, S. Yamada and T. Kitade (1990): Description and performance of the JMA Operational Global Spectral Model (JMA-GSM88). *Geophys. Mag.*, **43**, 105-130.
 - 38) Sugi, M., R. Kawamura and N. Sato (1995): The climate simulated by the JMA global model. Part I: Global Feature. Rep. of Nat. Res. Inst. for Earth Science and Disaster Prevention, **54**, 155-180.
 - 39) Tanimoto, Y., N. Iwasaka, K. Hanawa and Y. Toba (1993): Characteristic variations of sea surface temperature with multiple time scales in the North Pacific. *J. Climate*, **6**, 1153-1160.
 - 40) Tiedtke, M. (1985): The sensitivity of the time-mean large scale flow to cumulus convection in ECMWF model. Workshop on convection in large scale numerical models, ECMWF, 297-316.
 - 41) Trenberth, K.E. (1990): Recent observed interdecadal climate changes in the Northern Hemisphere. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **72**, 988-993.
 - 42) Yukimoto, S., M. Endoh, Y. Kitamura, A. Kitoh, T. Motoi, A. Noda and T. Tokioka (1996): Interannual and interdecadal variabilities in the Pacific in a MRI coupled GCM. *Clim. Dyn.*, **12**, 667-683.
 - 43) Yamagata, T. (1985): Stability of a simple air-sea coupled model in the tropics. In "Coupled Ocean-Atmosphere Models" (J. Nihoul, ed.), pp637-658, Elsevier, Amsterdam.
 - 44) Yasuda, T. and K. Hanawa (1997): Decadal changes in the Mode Waters in the midlatitude North Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, **27**, 858-870.
 - 45) Zebiak, S.E. and M.A. Cane (1987): A model ENSO. *Mon. Weather Rev.*, **115**, 2262-2278.
 - 46) 飯塚 聡, 松浦知徳, 千葉 長, 杉 正人 (1998): 大気海洋結合モデルの感度実験: 下層雲が海面水温に及ぼす影響. 防災科学技術研究所報告書, **58**, 53-60.

(原稿受理: 1997年12月10日)

要 旨

防災科学技術研究所では、気象庁の全球予報スペクトル・モデルと GFDL の海洋大循環モデルからなる大気海洋結合モデルを開発し、70年間の積分を行った。結合モデルで再現されたモデル気候値には、現在の結合モデルに特有の欠点が見られるものの、概ね現実に近い気候状態が再現されていた。また、70年間の積分期間中には、エル・ニーニョ現象に似た変動が発生しており、それに伴う海面水温偏差の値やピークの位置は観測とかなり良く対応していた。

一方、北太平洋中緯度の海面水温には、十年程度の周期の変動が顕著に見られた。同様な周期の変動は、海洋内部の水温、塩分の構造や冬季アリューシャン低気圧の変動にも現れていた。このような特徴は、実際に観測された北太平洋中緯度の十年程度の変動と類似している。

キーワード: 大気海洋結合モデル, 気候値, ENSO, 十年スケールの変動